doi:10.13866/j.azr.2019.04.01

浑善达克沙地东部地区天然水体的水化学组成及其控制因素①

任孝宗[1]， 李建刚[2]， 刘 敏[1]， 李继彦[1]
（1. 太原师范学院，地理科学学院，山西 晋中 030619； 2. 白银市三北防护林工程建设管理站，甘肃 白银 730900）

摘 要：浑善达克沙地东部地区位于内蒙古高原，其天然水体为淡水。利用原始型 Durov 三线图对其天然水体进行水化学分类，结果表明，地表水水化学类型属于碳酸氢盐组，而地下水属于碳酸氢盐组、混合组和硫酸盐组多种类型。天然水体样品在 Gibbs 图中的分布表明，岩性控制是形成该地区天然水体水化学组成的主要因素，这种情况不同于我国西部和中部沙漠由于蒸发强烈而受控于蒸发－结晶作用的天然水体。天然水体的离子比例关系表明，地下水中蒸发盐岩和硅酸盐岩的风化程度较高，而碳酸盐岩风化程度低，这可能是由于地下水的水－岩作用时间长、二氧化碳供给不充分引起的；相反，由于水－岩作用时间短、二氧化碳供给充分，地表水中蒸发盐岩和硅酸盐岩的风化程度较低，而碳酸盐岩风化程度高。

关键词：水化学；控制因素；原始型 Durov 三线图；Gibbs 图；离子比例关系；浑善达克沙地

天然水体的水化学组成既受气候、地貌、地质构造背景、补给类型等因素的影响，更受岩石类型及其风化程度的控制，且水体中的化学成分也可以指示区域岩石风化和气候特征[1-4]。研究包括地下水和地表水在内的天然水体中的化学成分及其相互关系，一方面可以反映区域水体的历史演变，帮助重塑区域水文地质及水文地球化学发展历史，阐明水体的形成演变机制[5]；另一方面，掌握水体中化学成分及其形成机制，有利于充分发挥水资源的潜力，并对水资源的保护和可持续开发利用具有重要意义[6]，特别是对严重缺水的干旱、半干旱地区显得尤为重要。

我国北方沙漠/沙地位于中纬度地区，通常被认为是极端干旱的代表，区域水资源十分匮乏，但我国的一些沙漠/沙地却拥有着与其降水量极不相称的水资源，如巴丹吉林沙漠、毛乌素沙地、库布齐沙漠和浑善达克沙地[7-9]。相关学者对我国中、西部沙漠天然水体的水化学组成及其成因进行了较深入的研究，认为蒸发作用对当地天然水体水化学组成具有重要作用[1,10-12]，但对我国东部浑善达克沙地天然水体水化学的研究较少，其控制因素是否与西部沙漠一致仍然未知。本文利用该地区地下水、湖水、河水和泉水的主要阴、阳离子数据，采用原始型 Durov 三线图、Gibbs 图和离子比例关系等水化学方法，分析了该地区天然水体的水化学组成及其成因，并与我国其他中纬度沙漠进行了比较，以期为区域水资源管理和可持续开发利用提供参考。

1 研究区概况

浑善达克沙地位于内蒙古高原东部，地处我国北方沙漠/黄土边界带和农牧交错区，主要被固定和半固定沙丘所控制，面积约 2.14 × 10^4 km^2[13-17]。其北部为平坦的草原，南部为阴山山脉及山地黄土景观，东部被大兴安岭包围。沙地东南高（海拔 1 300 m）、西北低（海拔 1 000 m）。浑善达克沙地属于北温带干旱、半干旱气候区，年蒸发量 1 455.4 ~ 2 116.4 mm，干燥度 1.4 ~ 1.8[14]，北部年均气温为 2 ℃，南部年均气温为 4 ℃[18]。气候主要受控于东亚季风，其影响强度从东南向西北逐渐降低，导致年均降水量从东南部的 450 mm 左右减少到西北部的 150 mm[19]。发源于沙地东部的闪电河支流（蛇皮河和吐力根河）及西拉木伦河分别自北向南及自西向东流出沙地（图 1）。西拉木伦断层沿

① 收稿日期：2019－01－18； 修订日期：2019－04－26
基金项目：国家自然科学基金项目（41602196，41601005）；中国科学院陆地水循环及地表过程重点实验室开放基金项目（WL2018004）；山西省“1331 工程”重点学科建设计划项目联合资助
作者简介：任孝宗（1983－），男，讲师，博士，主要从事水化学、水文地质研究．E-mail：renxzmail@126.com

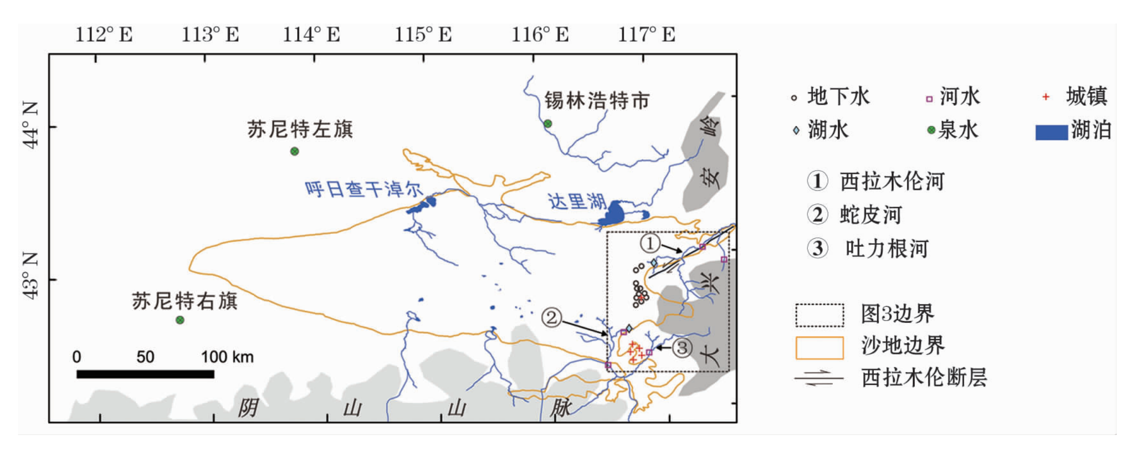
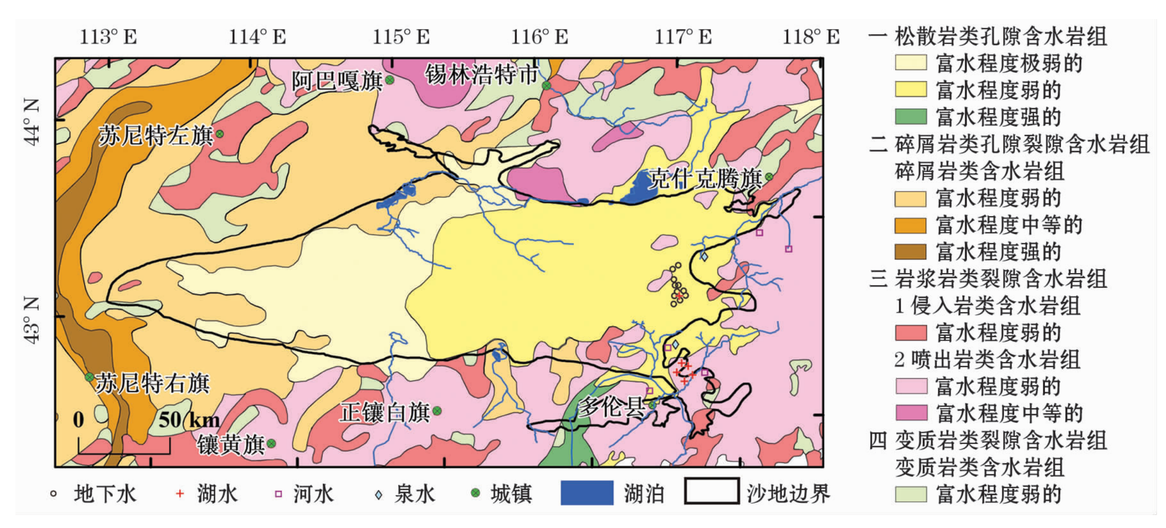


图 1 研究区及采样点位置

Fig. 1 Map of the study area and locations of the water sampling sites



注：据《中华人民共和国水文地质图集》[22]。

图 2 浑善达克沙地水文地质图

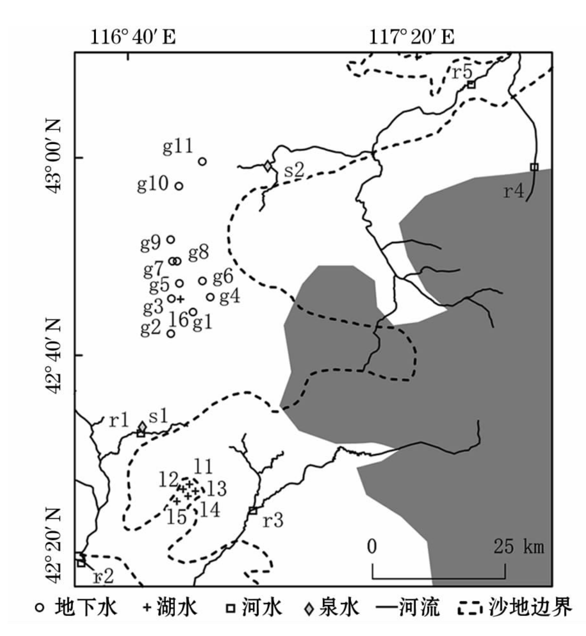
Fig. 2 Hydrogeological map of the Hunshandak Sandy Land

西拉木伦河河道分布(图 1)，对当地地下水系统产生重要影响[9]。浑善达克沙地主要以松散岩类孔隙含水岩组为主，其中沙地东部地区大部属于富水程度弱的松散岩类孔隙含水岩组，少部分地区属于富水程度弱的喷出岩类含水岩组(图 2)。沙地内部地下水埋深较复杂，丘间低地地下水位一般较浅，多为 1.0～1.5 m，固定沙丘则可达几米至十几米[21]。研究区地下水主要以潜水和承压水形式存在，潜水水位一般小于 10 m，承压水水位分布在 10～60 m[9]。

2 数据来源与研究方法

在前期工作中，利用天然水体的氢氧稳定同位素和放射性同位素氚讨论了浑善达克沙地地下水的来源与演化[9]，本文使用该文献的原始数据讨论控制当地水化学演化的因素。天然水体样品来自 2011 年和 2012 年 2 次对浑善达克沙地的实地取样，样品的采集以流域为单位，主要收集了浑善达克沙地东部地区闪电河流域和西拉木伦河流域地下水样品 11 个，湖水样品 6 个，河水样品 5 个，泉水样品 2 个，样品分布见图 3。

采样时，阴离子水样直接装入到清洗干净的聚乙烯塑料瓶中，阳离子水样先用直径 0.45 μm 的微孔滤膜过滤，再加入 10% 的优级纯硝酸稀释溶液若干滴，使样品的 pH 保持在 4 以下。水体样品的温度(T)、酸碱性(pH)、氧化－还原电位(Eh)、电导率(EC)、可溶性固体总量(TDS)、盐度(SAL)都采用 Eijkelkamp 18.28 型 Multi-Parameter Water Analyser 分析仪现场测试。测试前先对仪器校准，测试过程中采用温度自动补偿模式，避免了因温度变化而产



注:图中 g1、g2……g11 为地下水样品,共 11 个;11、12……16 为湖水样品,共 6 个;r1、r2……r5 为河水样品,共 5 个;s1 和 s2 为泉水样品,共 2 个。下同。

图 3 采样点位置示意图

Fig. 3 Locations of the water sampling sites

生的差异。平行样测试结果的对比分析表明,该仪器各项指标比较稳定,其中 pH 和 Eh 相对误差小于 ±1%,EC 相对误差小于 ±5%,TDS 相对误差小于 ±0.5%,SAL 对误差小于 0.01‰。

水体的主要阴离子(Cl^-、NO_3^-、SO_4^{2-}、HCO_3^-)和阳离子(Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}、NH_4^+)采用离子色谱仪分析。样品上机测试前先用直径 0.45 μm 的微孔滤膜过滤样品,对于 TDS 大于 100 $mg \cdot L^{-1}$的样品做稀释处理,稀释至 TDS 小于 100 $mg \cdot L^{-1}$。分析结果中阴离子的相对误差 < ±3%,阳离子的相对误差 < ±2%。样品的分析测试在中国科学院地质与地球物理研究所完成。HCO_3^- 测定采用 Gran 滴定法[22]测试,分析误差 <5%。

3 水化学特征

地下水、湖水、河水和泉水样品的 TDS 含量从 67 $mg \cdot L^{-1}$到 660 $mg \cdot L^{-1}$不等,均属于淡水。由表 1 和图 4 可知,地下水中各阴离子或阳离子的含量一般高于湖水、河水和泉水,除部分地下水样品和泉水样品外,所有水样阴离子中含量最高的是 HCO_3^-,阳离子中含量最高的是 Ca^{2+}。

浑善达克沙地天然水体中普遍存在NO_3^-,且地

表 1 地下水、湖水、河水和泉水样品的主要水化学指标

Tab. 1 Hydrochemical parameters of the samples of groundwater, lake water, river water and spring water

	统计值	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	NH_4^+	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	pH	Eh	EC	TDS	SAL
地下水	最小值	7.83	1.76	6.21	23.37	0.00	3.66	0.48	9.97	35.50	6.26	-14.00	276.00	147.00	0.20
(n=11)	最大值	79.80	29.47	29.25	126.68	10.54	140.54	306.31	228.80	334.60	6.99	22.00	1 240.00	660.00	0.80
	均值	23.50	5.38	15.19	58.30	2.15	42.54	57.38	101.39	158.61	6.73	0.27	623.09	331.64	0.44
	标准差	19.39	7.68	6.52	27.37	3.26	44.67	94.43	74.00	85.01	0.20	10.24	264.56	140.91	0.18
	变异系数	82.51	142.76	42.92	46.95	151.43	105.01	164.58	72.98	53.60	3.01	3 755.88	42.46	42.49	40.61
湖水	最小值	5.33	0.84	3.24	7.49	0.00	3.15	0.07	2.33	55.80	7.38	-151.00	126.00	67.00	0.10
(n=6)	最大值	9.21	24.21	14.02	24.18	0.70	22.12	1.66	9.34	207.60	9.44	-36.00	448.00	238.00	0.20
	均值	6.83	4.94	6.27	13.05	0.12	7.06	0.70	4.43	99.07	8.41	-93.33	211.50	112.50	0.12
	标准差	1.49	8.62	3.66	5.62	0.26	6.82	0.49	2.33	50.94	0.71	39.80	109.23	58.01	0.04
	变异系数	21.80	174.67	58.38	43.08	223.61	96.55	70.20	52.61	51.42	8.47	-42.65	51.65	51.57	31.94
河水	最小值	6.71	1.13	3.41	10.34	0.00	4.10	0.43	5.57	52.40	7.31	-69.00	177.00	94.00	0.10
(n=5)	最大值	13.02	2.99	11.90	42.81	0.00	20.39	19.27	37.25	195.00	7.97	-33.00	474.00	252.00	0.30
	均值	8.16	2.02	5.54	17.99	0.00	8.11	4.76	20.30	98.24	7.69	-52.80	240.00	127.60	0.14
	标准差	2.43	0.59	3.20	12.45	0.00	6.17	7.28	10.79	49.89	0.23	12.35	117.11	62.25	0.08
	变异系数	29.83	29.34	57.73	69.19	-	76.11	152.91	53.18	50.78	2.97	-23.39	48.79	48.78	57.14
泉水	最小值	6.56	1.62	2.92	8.10	0.00	0.98	0.45	17.15	24.30	6.63	-46.00	165.00	88.00	0.10
(n=2)	最大值	9.87	3.32	9.10	30.79	0.00	6.44	1.95	34.25	64.90	7.47	5.00	371.00	195.00	0.20
	均值	8.22	2.47	6.01	19.45	0.00	3.71	1.20	25.70	44.60	7.05	-20.50	268.00	141.50	0.15
	标准差	1.65	0.85	3.09	11.34	0.00	2.73	0.75	8.55	20.30	0.42	25.50	103.00	53.50	0.05
	变异系数	20.10	34.34	51.46	58.33	-	73.57	62.58	33.27	45.52	5.96	-124.39	38.43	37.81	33.33

注:pH 表示酸碱度,Eh 表示氧化-还原电位(mV),EC 表示电导率(μS·cm^{-1}),TDS 表示可溶性固体总量(mg·L^{-1}),SAL 表示盐度(‰);其中,阴阳离子单位为 mg·L^{-1},变异系数单位为%。

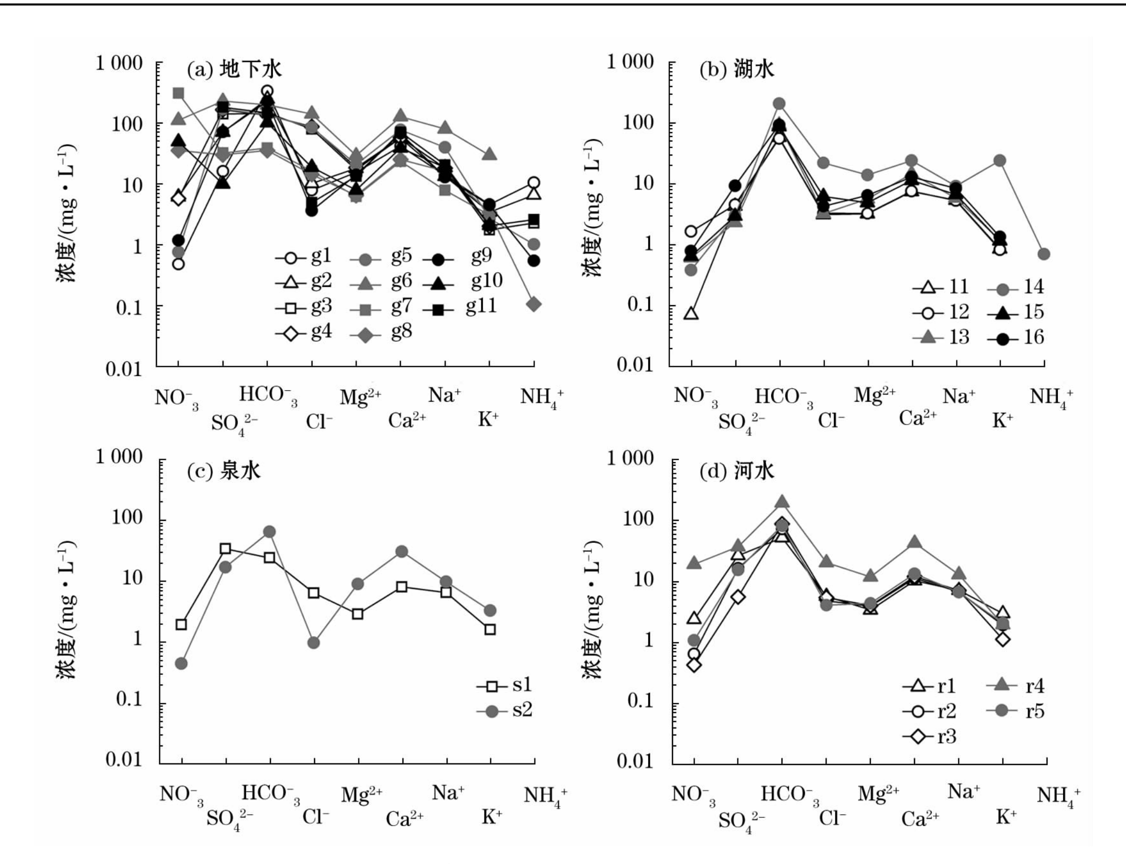
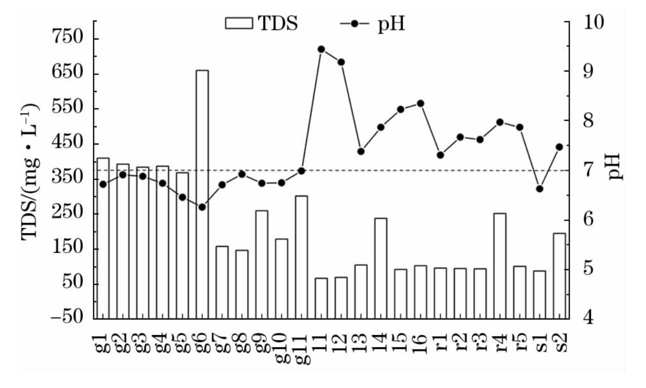


图 4 地下水、湖水、河水和泉水样品各主要离子含量

Fig. 4 Contents of the main ions in groundwater, lake water, river water and spring water



注：地下水，g1～g11；湖水，11～16；河水，r1～r5；泉水，s1～s2。下同。

图 5 地下水、湖水、河水和泉水的可溶性固体总量（TDS）和 pH 分布

Fig. 5 Values of TDS and pH in groundwater, lake water, river water and spring water

下水样品的 NO_3^- 含量通常大于地表水样品。河水、湖水和泉水的 NO_3^- 平均含量分别为 0.7 mg·L^{-1}、4.76 mg·L^{-1}和 1.20 mg·L^{-1}，远低于地下水的平均值（57.38 mg·L^{-1}）（表 1）。一般认为，沙漠地区天然水体中出现的 NO_3^- 和牧区动物粪便污染有关[1, 23]，浑善达克沙地较显著的牧业活动可能是造成水体中出现 NO_3^- 的主要原因。

由图 5 和表 1 可知，地下水的 TDS 普遍高于其他水体，如地下水的 TDS 平均值为 331.64 mg·L^{-1}，高于湖水、河水和泉水的 TDS 平均值（分别为 112.50 mg·L^{-1}、127.60 mg·L^{-1}和 141.50 mg·L^{-1}）。地下水与其他水体相比 pH 具有一定差异，如地下水的 pH（6.26～6.99）略小于 7 而其他水体的 pH 一般大于 7，如湖水的 pH 为 7.38～9.44，河水的 pH 为 7.31～7.97，泉水的 pH 为 6.63～7.47（图 5 和表 1）。

利用原始型 Durov 三线图可以对样品进行水化学分类。该三线图根据样品中主要离子的百分含量（以当量浓度计）将样品分为碳酸氢盐组、硫酸盐组、混合组和氯化物组[24-25]。图 6 显示，研究区一部分地下水样品和所有地表水样品均位于碳酸氢盐组，这部分地下水即图 6 所示 Ⅰ 型地下水；剩余的地下水样品和 1 个泉水样品位于混合组和硫酸盐组，该地下水即图 6 所示 Ⅱ 型地下水。由此可见，研究区地表水水化学类型单一，属碳酸氢盐组，而地下水样品的水化学类型较复杂，既包括碳酸氢盐组，还包括混合组和硫酸盐组。研究区内并未出现氯化物组的样品，表明研究区水样蒸发浓缩作用不强烈。

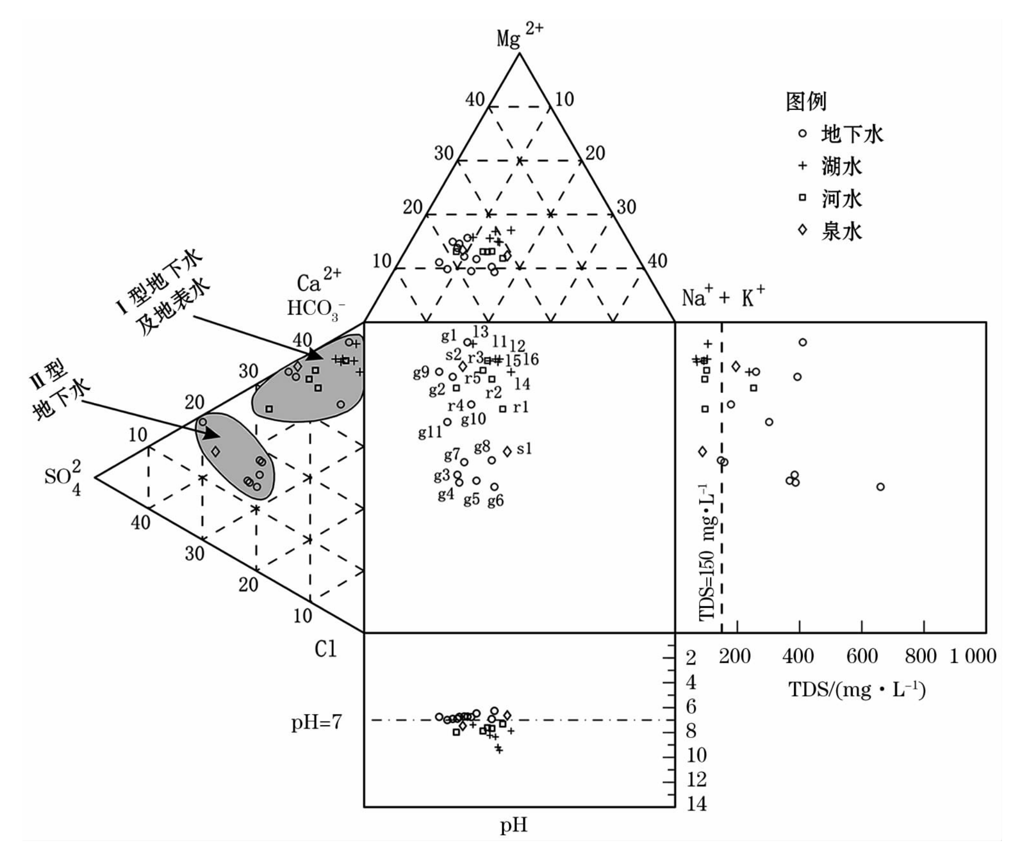


图 6　原始型 Durov 三线图指示的水化学类型

Fig. 6　Hydrochemical types indicated by the original Durov Diagram

4　水化学成因分析

4.1　控制水化学组成的主要因素

在不考虑人为因素的情况下，Gibbs[26]通过对全球降水、河水、湖水和海水样品的 TDS、$Na^+/(Na^+ + Ca^{2+})$、$Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$进行分析后认为，三个主要因素控制了全球地表水的化学组成，它们分别为大气降水、岩性控制和蒸发－结晶作用。将浑善达克沙地地表水和地下水样品的水化学数据投影到 Gibbs 图中（图 7），结果显示，几乎所有样品均投影到 Gibbs 图的岩性控制区域，表明浑善达克沙地东部地区各水体的化学组成主要受控于岩性，大气降水和蒸发－结晶对其化学组成的影响较小。

该结果符合浑善达克沙地的实际情况。首先，当大气降水为控制天然水体化学组成的主要因素时，天然水体的水分补给主要是大气降水，且其盐分主要来自降水自身所含盐分及其在下降过程中所附着的空气漂浮盐粒。符合这种要求的水体主要出现在降雨量很大的非洲和南美赤道地区[26]。已有研究表明[9]，降水不是浑善达克沙地东部地区天然水体的主要来源。其次，浑善达克沙地天然水体受到蒸发－结晶作用的影响也较小。这种类型的水体主要出现在降水量小而蒸发量很大的干旱区，例如内蒙古西部的额济纳盆地[27]，突出表现为富钠高盐（高 TDS），Na^+/Ca^{2+} 比值大。浑善达克沙地东部地区蒸发量相对额济纳盆地小而降水量大，蒸发－结晶作用相对不强烈，TDS 含量小于 660 mg·L^{-1} 且 Na^+ 在阳离子中并不占据绝对优势，而以 Ca^{2+} 占主导地位。

4.2　与我国其他中纬度沙漠的比较

我国西部沙漠塔克拉玛干沙漠腹地年降水量在 50 mm 以下，而蒸发量在 3 000 mm 以上，其气候特征与浑善达克沙地形成鲜明对比，强烈的蒸发浓缩作用成了影响当地地下水水化学特征的重要因素，溶解物主要来自蒸发岩[1]。特别是水体长期处于碱性环境，导致已溶解的方解石中的 Ca^{2+} 处于沉淀状态，HCO_3^- 含量减少，Na^+ 含量增加[10]，这不同于浑善达克沙地东部地区，其 HCO_3^- 在阴离子中几乎处于主导地位（图 4）。

我国中部沙漠如腾格里沙漠和乌兰布和沙漠也受蒸发作用较明显，带有气候的烙印。腾格里沙漠从山前洪积扇补给区至沙漠西南缘，水化学类型从

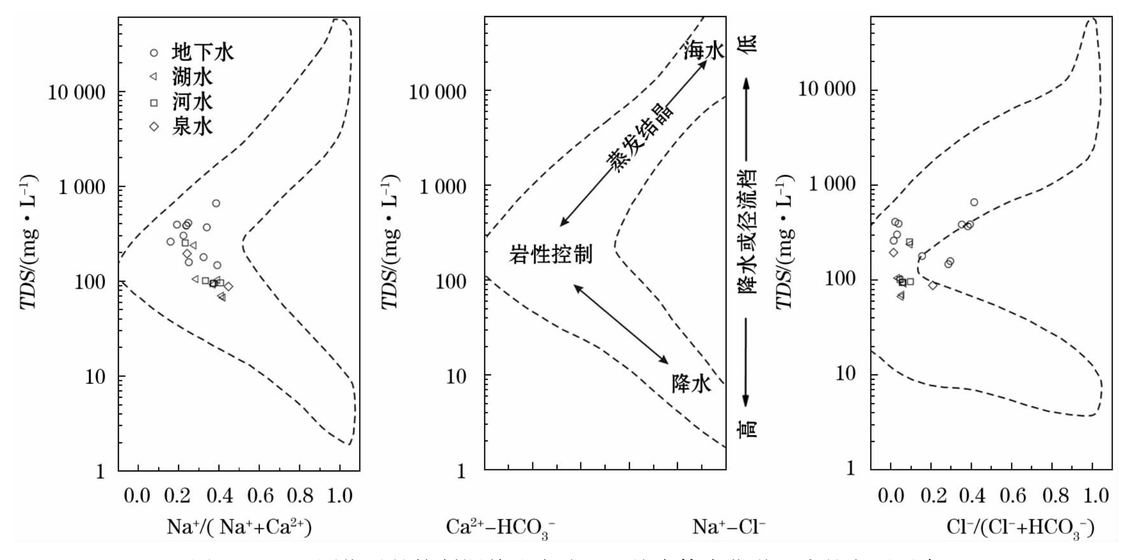


图 7 Gibbs 图指示的控制浑善达克沙地天然水体水化学组成的主要因素

Fig. 7 Main factors affecting the hydrochemical composition of natural waters in the East Hunshandak Sandy Land, indicated by the Gibbs Diagram

$HCO_3^- - Ca^{2+} - Mg^{2+}$ 变为 $HCO_3^- - SO_4^{2-} - Na^+$，控制地下水化学成分的因素主要是溶滤与蒸发浓缩作用、阳离子交换吸附作用以及微弱的混合作用[11]。乌兰布和沙漠浅层地下水水化学类型的变化同样也指示了强烈的蒸发浓缩作用，水化学类型从吉兰泰盆地的 $Cl^- - HCO_3^- - Na^+$ 变为沙漠内部的 $Cl^- - HCO_3^- - SO_4^{2-} - Na^+$ 类型，地下水的水化学组成主要受蒸发浓缩作用影响和岩石风化作用控制，大气降雨的影响非常微弱[12]。

相比中、西部沙漠，我国东部沙漠受到蒸发浓缩的作用明显减弱，岩石风化水解作用增强。以科尔沁沙地为例，其地下水水化学类型以 $HCO_3^- - SO_4^{2-} - Ca^{2+} - Mg^{2+}$ 及 $HCO_3^- - SO_4^{2-} - Cl^- - Ca^{2+} - Mg^{2+}$ 为主，地下水水化学组成主要受碳酸盐岩水解的影响[28]。浑善达克沙地东部地区地下水的水化学组成同样主要受控于岩石风化溶解的影响(图 7)。紧邻浑善达克沙地北部的锡林河流域，具有与浑善达克沙地内部类似的气候特征和第四系沉积物。其地表水的水化学特征同样受控于流域内的岩石风化[29]。

4.3 岩石风化对水化学特征的影响

不同类型的母岩(如碳酸盐岩、硅酸盐岩和蒸发岩)风化产生不同的可溶性离子组合[30-31]。一般来说，Na^+ 和 K^+ 主要来源于蒸发岩或硅酸盐岩的风化产物，Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 可能来源于碳酸盐岩、蒸发岩或硅酸盐岩，Cl^- 和 SO_4^{2-} 主要来源于蒸发岩的溶解，HCO_3^- 主要来源于碳酸盐岩[1,32-34]。由此可见，阴离子的来源比较单一，而阳离子的来源较复杂和多样化，根据主要离子的比例关系可以有效区分不同岩石的化学风化对天然水体水化学组成的影响程度。

当蒸发岩的溶解对水化学组成起主要作用时，水中 $Na^+ + K^+$ 与 Cl^- 的比值应为 1[35-36]。图 8a 显示，除 g6 和 g7 位于离子等值线上外，大部分样品都位于离子等值线附近，表明对大部分样品而言，其水化学组成还受其他作用的影响。具体而言，少数样品如 g3、g4 和 g5 位于离子等值线偏下，指示 $Na^+ + K^+$ 能被 Cl^- 平衡，且 Cl^- 有盈余。被 Cl^- 平衡的 $Na^+ + K^+$ 可能来源于蒸发岩中的石盐(NaCl 和 KCl)溶解，因多数蒸发岩中含少量镁元素，盈余的 Cl^- 可能以 $MgCl_2$ 的形式存在[37]。此外，所有 Durov 三线图中的Ⅰ型地下水、一个 Durov 三线图中的Ⅱ型地下水(g11)及所有的地表水样品位于离子等值线偏上的区域，表明这部分样品中的 Cl^- 能被 $Na^+ + K^+$ 平衡，是蒸发岩溶解的产物，但 $Na^+ + K^+$ 有盈余。盈余的 $Na^+ + K^+$ 组分可能来源于硅酸盐岩溶解。特别是对于样品 g9、g11 和 s2，其偏离离子等值线较远，来源于硅酸盐岩的 $Na^+ + K^+$ 组分较多。

硅酸盐岩种类繁多，在沙漠地区主要有石英、长石、云母、高岭石、蒙脱石等，其风化过程主要以化学风化为主，并伴有少量的生物化学作用[16]。硅酸盐岩的风化并没有固定模式，因母岩和水力条件不同，其二级风化产物有水铝矿、高岭石、蒙脱石和伊利石

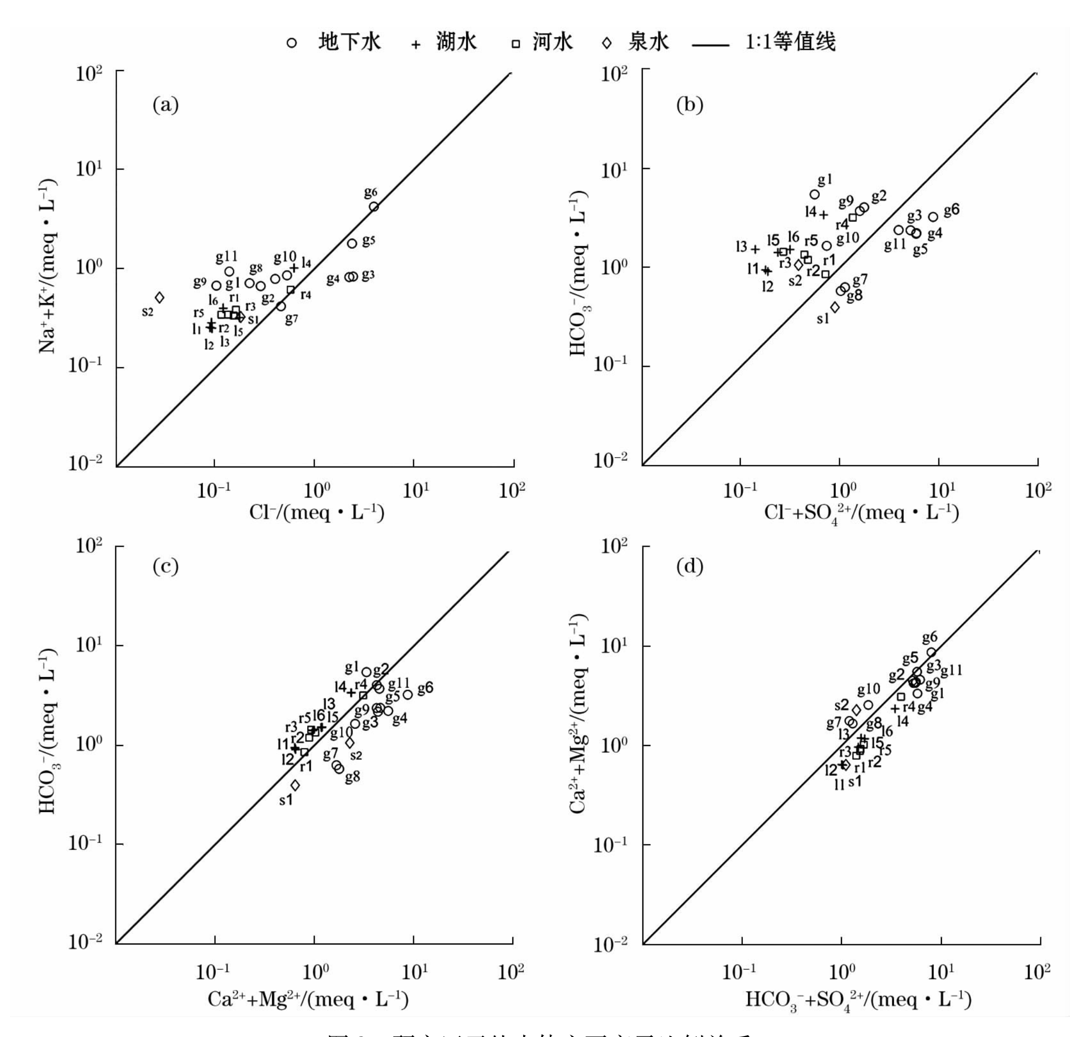


图 8 研究区天然水体主要离子比例关系

Fig. 8 Ratios of the main ions in natural waters in the study area

等。最具代表性的风化过程为硅酸盐岩的水解反应,以钠长石水解形成高岭石的反应为例,在合适的条件下,钠长石发生水解反应并释放钠离子:

$$2Na(AlSi_3)O_8 + 2H^+ + 9H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2Na^+ + 4H_4SiO_4 \quad (1)$$

同样,在一定的条件下,钾长石发生水解反应生成高岭石和钾离子:

$$2K(AlSi_3)O_8 + 2H^+ + 9H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+ + 4H_4SiO_4 \quad (2)$$

因此,在浑善达克沙地,除蒸发岩外,硅酸盐岩的水解也可以为当地天然水体提供一定的 $Na^+ + K^+$ 组分。

图 8b 显示浑善达克沙地天然水体样品并没有完全落到离子 1:1 等值线上。其中 Durov 三线图Ⅱ型地下水样品(g3、g4、g5、g6、g7、g8 和 g11)及与地下水密切相关的泉水(s1)位于离子等值线以下,即 $HCO_3^- < Cl^- + SO_4^{2-}$,表明这些样品的溶解性离子中蒸发岩源大于碳酸盐岩源[1]。地下水可以和含水层中的沉积物有较长的接触时间,因而相对地表水而言能溶滤更多的蒸发岩,但从 $Cl^- + SO_4^{2-}$ 的含量来看(表 1),浑善达克沙地天然水体中溶解的蒸发岩并不高。地表水样品分布在离子等值线之上,表明其溶解性离子受碳酸盐岩源的影响大于蒸发岩源。对地表水而言,水-岩作用时间短,蒸发岩和碳酸盐岩的溶解都减少,但由于地表水是开放系统,空气中的二氧化碳可以进入地表水系统,从而促进碳酸盐岩的溶解,导致 HCO_3^- 的含量高于其他阴离子。以碳酸盐岩中的石灰岩为例,该过程的化学反应式如下:

$$CO_2(气态) + H_2O + CaCO_3 \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^- \quad (3)$$

地表水溶解性离子中碳酸盐岩源大于蒸发岩源并不代表其可溶性离子总量大于地下水,这是因为蒸发盐岩的溶解度大于碳酸盐岩的溶解度,因此,由蒸发盐岩溶解控制的地下水的 TDS(一般大于 150

$mg \cdot L^{-1}$)普遍高于由碳酸盐岩溶解控制的地表水。

虽然泉水源于地下水,但和地下水相比,其HCO_3^-和TDS显著下降,这种现象的出现可能和溶解性离子发生沉淀有关。以地下水中溶解最多的HCO_3^-为例,其溶解主要受水样的CO_2分压(pCO_2)和pH的控制[38]。当地下水以泉水的形式流出地表时,溶解于水中的CO_2溢出,pCO_2减小,碳酸盐发生沉淀并在泉眼附近生成含碳酸钙的泉华,导致泉水的HCO_3^-含量降低。从图4可以看出,泉水样品(s1和s2)的HCO_3^-含量明显小于大多数的地下水样品,表明有部分溶解的碳酸盐岩因pCO_2的降低导致碳酸盐岩再次沉淀。

在图8c中,研究区水样基本落在离子等值线附近,表明$Ca^{2+}+Mg^{2+}$主要来自碳酸盐岩的溶解,但样品并未完全落在离子等值线上,表明还有其他盐类的溶解。就地表水样品而言,其位于离子等值线偏上的区域(图8c),指示了HCO_3^-相对Ca^{2+}和Mg^{2+}有盈余(这可能是因为空气中有充足的二氧化碳供给地表水造成的)。对于大多数地下水来说,其位于离子等值线偏下的区域(图8c),表明其Ca^{2+}和Mg^{2+}相对HCO_3^-盈余,多余的Ca^{2+}和Mg^{2+}可能是硅酸盐岩溶解的结果。当比值$(Ca^{2+}+Mg^{2+})/(HCO_3^-+SO_4^{2-})=1$时,表明该地区同时存在碳酸盐岩和硅酸盐岩的溶解[3],且硫酸和碳酸共同参与了研究区内的岩石风化[39]。在图8d中,研究区样品基本分布在离子等值线附近,进一步证明Ca^{2+}和Mg^{2+}与研究区碳酸盐岩和硅酸盐岩的溶解有关。

含钙碳酸盐(如石灰岩)的溶解过程前文已述,见式(3)。其他碳酸盐岩如含钙和镁的白云石水解可产生Ca^{2+}和Mg^{2+},化学反应式如下:

$$2CO_2(\text{气态})+2H_2O+CaMg(CO_3)_2 \rightarrow Ca^{2+}+Mg^{2+}+4HCO_3^- \quad (4)$$

硅酸盐岩风化也可以产生Ca^{2+}和Mg^{2+},如辉石风化:

$$(Mg_{0.7}CaAl_{0.3})(Al_{0.3}Si_{1.7})O_6+3.4H^+ + 1.1H_2O \rightarrow 0.3Al_2Si_2O_5(OH)_4+Ca^{2+}+0.7Mg^{2+}+1.1H_4SiO_4 \quad (5)$$

综上所述,在二氧化碳供给不充分的情况下,地下水中的碳酸盐岩风化程度较低,但因和沉积物的接触时间长,水-岩作用充分,其蒸发盐岩和硅酸盐岩的风化程度较高。相反,地表水有充分的二氧化碳供给,但与含盐矿物的接触时间短,其碳酸盐岩风化程度普遍较高,而蒸发盐岩和硅酸盐岩的风化程度较低。

5 结 论

浑善达克沙地东部地区天然水体的TDS含量不高,属于淡水,但其属于不同的水化学类型。一部分地下水样品和所有地表水样品属于碳酸氢盐组,剩余地下水样品属于混合组或硫酸盐组。此外,不同于蒸发较强烈的我国西部和中部沙漠,主要受控于蒸发-结晶作用,控制浑善达克沙地东部地区天然水体水化学组成的主要因素是岩性。浑善达克沙地东部地区地下水由于水-岩作用时间长,但二氧化碳供给不充分,其蒸发盐岩和硅酸盐岩的风化程度较高,而碳酸盐岩风化程度低;相反,地表水的水-岩作用时间短,但二氧化碳供给充分,其蒸发盐岩和硅酸盐岩的风化程度较低,而碳酸盐岩风化程度高。

参考文献(References):

[1] 朱秉启,杨小平. 塔克拉玛干沙漠天然水体的化学特征及其成因[J]. 科学通报,2007,52(13):1 561-1 566. [Zhu Bingqi, Yang Xiaoping. Chemical composition of natural waters and its origin in the Taklamakan Desert[J]. Chinese Science Bulletin,2007,52(13):1 561-1 566.]

[2] 张涛,蔡五田,李颖智,等. 尼洋河流域水化学特征及其控制因素[J]. 环境科学,2017,38(11):4 537-4 545. [Zhang Tao, Cai Wutian, Li Yingzhi, et al. Major ionic features and their pssible controls in the water of the Niyang River Basin[J]. Environmental Science,2017,38(11):4 537-4 545.]

[3] 邵跃杰,罗光明,王建,等. 新疆克里雅河上游主要离子化学特征及其成因[J]. 干旱区研究,2018,35(5):1 021-1 029. [Shao Yuejie, Luo Guangming, Wang Jian, et al. Hydrochemical characteristics and formation causes of main ions in water of the Keriya River, Xinjiang[J]. Arid Zone Research,2018,35(5):1 021-1 029.]

[4] 李会亚,冯起,陈丽娟,等. 民勤绿洲灌区地下水水化学特征及其演化驱动机理[J]. 干旱区研究,2017,34(4):733-740. [Li Huiya, Feng Qi, Chen Lijuan, et al. Hydrochemical characteristics and evolution mechanism of groundwater in the Minqin Oasis[J]. Arid Zone Research,2017,34(4):733-740.]

[5] 张艳,吴勇,杨军,等. 阆中市思依镇水化学特征及其成因分析[J]. 环境科学,2015,36(9):3 230-3 237. [Zhang Yan, Wu Yong, Yang Jun, et al. Hydrochemical characteristic and reasoning analysis in Siyi Town, Langzhong City[J]. Environmental Science,2015,36(9):3 230-3 237.]

[6] 宋献方,李发东,于静洁,等. 基于氢氧同位素与水化学的潮白河流域地下水水循环特征[J]. 地理研究,2007,26(1):11-21. [Song Xianfang, Li Fadong, Yu Jingjie, et al. Characteristics of

groundwater cycle using deuterium, oxygen - 18 and hydrochemistry in Chaobai River Basin[J]. Geographical Research, 2007, 26(1): 11 - 21.]

[7] Chen J, Liu X, Wang C, et al. Isotopic constraints on the origin of groundwater in the Ordos Basin of Northern China[J]. Environmental Earth Sciences, 2012, 66(2): 505 - 517.

[8] Chen J, Sun X, Gu W, et al. Isotopic and hydrochemical data to restrict the origin of the groundwater in the Badain Jaran Desert, Northern China[J]. Geochemistry International, 2012, 50(5): 455 - 465.

[9] Ren X, Zhu B, Liu M, et al. Mechanism of groundwater recharge in the middle-latitude desert of eastern Hunshandake, China: Diffuse or focused recharge? [J]. Hydrogeology Journal, 2019, 27(2): 761 - 783.

[10] 魏亚平,范敬龙,徐新文,等.塔克拉玛干沙漠南部地下水化学演化模拟[J].中国沙漠,2016,36(3):798 - 804.[Wei Yaping, Fan Jinglong, Xu Xinwen, et al. Hydrogeochemical modelling of groundwater chemical evolution from southern margin to Hinterland of Taklamakan Desert[J]. Journal of Desert Research, 2016, 36(3): 798 - 804.]

[11] 丁贞玉,马金珠,何建华.腾格里沙漠西南缘地下水水化学形成特征及演化[J].干旱区地理,2009,32(6):948 - 957.[Ding Zhenyu, Ma Jinzhu, He Jianhua. Geochemical evolution of groundwater in the southwest of Tengger Desert, NW of China[J]. Arid Land Geography, 2009, 32(6): 948 - 957.]

[12] 党慧慧,董军,岳宁,等.贺兰山以北乌兰布和沙漠地下水水化学特征演化规律研究[J].冰川冻土,2015,37(3):793 - 802.[Dang Huihui, Dong Jun, Yue Ning, et al. Study of the evolution of hydrochemical properties of groundwater in Ulan Buh Desert in the north of the Helan Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(3): 793 - 802.]

[13] 靳鹤龄,苏志珠,孙良英,等.浑善达克沙地全新世气候变化[J].科学通报,2004,49(15):1 532 - 1 536.[Jin Heling, Su Zhizhu, Sun Liangying, et al. Climate change in Holocene, Hunshandake Sandy Land[J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(15): 1 532 - 1 536.]

[14] 张洪,靳鹤龄,苏志珠,等.全新世浑善达克沙地粒度旋回及其反映的气候变化[J].中国沙漠,2005,25(1):1 - 7.[Zhang Hong, Jin Heling, Su Zhizhu, et al. Climate changes revealed by grain-size cycles of Holocene in Hunshandake Desert[J]. Journal of Desert Research, 2005, 25(1): 1 - 7.]

[15] Yang X, Li H, Conacher A. Large-scale controls on the development of sand seas in Northern China[J]. Quaternary International, 2012, 250: 74 - 83.

[16] 朱震达,吴正,刘恕,等.中国沙漠概论[M].北京:科学出版社,1980.[Zhu Zhenda, Wu Zheng, Liu Shu, et al. An Outline of Chinese Deserts[M]. Beijing: Science Press, 1980.]

[17] Yang X, Zhu B, Wang X, et al. Late Quaternary environmental changes and organic carbon density in the Hunshandake Sandy Land, Eastern Inner Mongolia, China[J]. Global and Planetary Change, 2008, 61(1 - 2): 70 - 78.

[18] Liu Z, Yang X. Geochemical-geomorphological evidence for the provenance of aeolian sands and sedimentary environments in the Hunshandake Sandy Land, Eastern Inner Mongolia, China[J]. Acta Geologica Sinica, 2013, 87(3): 871 - 884.

[19] Yang X, Wang X, Liu Z, et al. Initiation and variation of the dune fields in semi-arid China: With a special reference to the Hunshandake Sandy Land, Inner Mongolia[J]. Quaternary Science Reviews, 2013, 78: 369 - 380.

[20] Su Hua, Li Yonggeng, Lan Zhenjiang, et al. Leaf-level plasticity of *Salix gordejevii* in fixed dunes compared with lowlands in Hunshandake Sandland, North China[J]. Journal of Plant Research, 2009, 122(6): 611.

[21] 国家地质总局水文地质工程地质研究所.中华人民共和国水文地质图集[M].北京:地图出版社,1979.[Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, State Geological Administration. Hydrogeological Atlas of the People's Republic of China[M]. Beijing: China Cartographic Publishing House, 1979.]

[22] Gran G. Determination of the equivalence point in potentiometric titrations. Part II[J]. Analyst, 1952, 77: 661 - 671.

[23] Yang X, Williams J. The ion chemistry of lakes and late Holocene desiccation in the Badain Jaran Desert, Inner Mongolia, China[J]. Catena, 2003, 51(1): 45 - 60.

[24] Zaporozec A. Graphical interpretation of water-quality data[J]. Ground Water, 1972, 10(2): 32 - 43.

[25] 任孝宗,刘敏,张迎珍,等.基于Matlab的Durov三线图的实现[J].干旱区地理,2018,41(4):744 - 750.[Ren Xiaozong, Liu Min, Zhang Yingzhen, et al. Plotting Durov diagram based on Matlab[J]. Arid Land Geography, 2018, 41(4): 744 - 750.]

[26] Gibbs R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. Science, 1970, 170(3 962): 1 088 - 1 090.

[27] Wen X, Wu Y, Su J, et al. Hydrochemical characteristics and salinity of groundwater in the Ejina Basin, Northwestern China[J]. Environmental Geology, 2005, 48(6): 665 - 675.

[28] 魏水莲,刘新平,赵学勇,等.科尔沁沙地奈曼地区地下水水质时空变化特征[J].中国沙漠,2017,37(3):571 - 579.[Wei Shuilian, Liu Xinping, Zhao Xueyong, et al. Spatial and temporal variability analysis of groundwater quality in Naiman Region of Horqin Sandy Land[J]. Journal of Desert Research, 2017, 37(3): 571 - 579.]

[29] 唐玺雯,吴锦奎,薛丽洋,等.锡林河流域地表水水化学主离子特征及控制因素[J].环境科学,2014,35(1):131 - 142.[Tang Xiwen, Wu Jinkui, Xue Liyang, et al. Major ion chemistry of surface water in the Xilin River Basin and the possible controls[J]. Environmental Science, 2014, 35(1): 131 - 142.]

[30] Garrels R M, Mackenzie F T. Evolution of Sedimentary Rocks[M]. New York: W. W. Norton and Company, 1971.

[31] Stumm W. Chemistry of the Solid-Water Interface: Processes at the Mineral-Water and Particle-Water Interface in Natural Systems[M]. New York: Wiley, 1992.

[32] Zhu B, Yang X. The ion chemistry of surface and ground waters in the Taklimakan Desert of Tarim Basin, Western China[J]. Chinese Science Bulletin, 2007, 52(15): 2 123 - 2 129.

[33] Zhang L, Song X, Xia J, et al. Major element chemistry of the Huai River basin, China[J]. Applied Geochemistry, 2011, 26(3): 293 - 300.

[34] Chen J, Wang F, Xia X, et al. Major element chemistry of the Changjiang(Yangtze River)[J]. Chemical Geology, 2002, 187(3 - 4): 231 - 255.

[35] Ahmad T, Khanna P P, Chakrapani G J, et al. Geochemical charac-

teristics of water and sediment of the Indus River, Trans-Himalaya, India: Constraints on weathering and erosion〔J〕. Journal of Asian Earth Sciences, 1998, 16(2-3): 333-346.

〔36〕王亚平，王岚，许春雪，等. 长江水系水文地球化学特征及主要离子的化学成因〔J〕. 地质通报，2010，29(2-3)：446-456. 〔Wang Yaping, Wang Lan, Xu Chunxue, et al. Hydro-geochemistry and genesis of major ions in the Yangtze River, China〔J〕. Geological Bulletin of China, 2010, 29(2-3): 446-456〕

〔37〕李亚文，韩蔚田. 蒸发岩成因的物理化学研究〔J〕. 地学前缘，1994，1(3-4)：211-215，210. 〔Li Yawen, Han Weitian. A review of physicochemicl study on the origin of evaporite〔J〕. Earth Science Frontiers, 1994, 1(3-4): 211-215, 210.〕

〔38〕Appelo C A J, Postma D. Geochemistry, Groundwater and Pollution, Second Edition〔M〕. Amsterdam: Taylor & Francis, 2005.

〔39〕吕婕梅，安艳玲，吴起鑫，等. 贵州清水江流域丰水期水化学特征及离子来源分析〔J〕. 环境科学，2015，36(5)：1 565-1 572. 〔Lü Jiemei, An Yanling, Wu Qixin, et al. Hydrochemical characteristics and sources of Qingshuijiang River Basin at wet season in Guizhou Province〔J〕. Environmental Science, 2015, 36(5): 1 565-1 572.〕

Hydrochemical Composition of Natural Waters and Its Affecting Factors in the East Hunshandak Sandy Land

REN Xiao-zong[1], LI Jian-gang[2], LIU Min[1], LI Ji-yan[1]

(1. *School of Geographical Sciences, Taiyuan Normal University, Jinzhong* 030619, *Shanxi, China*;
2. *Baiyin Construction and Management Station of Three-north Shelterbelt System, Baiyin* 730900, *Gansu, China*)

Abstract: The East Hunshandak Sandy Land is located in the Inner Mongolia Plateau. Compared with other deserts in West China, water resources in Hunshandak Sandy Land are relatively abundant, even some rivers originate from the sandy land. In this study 24 water samples including 11 groundwater samples, 6 lake water samples, 5 river water samples and 2 spring water samples were collected from 2011 to 2012. Physical parameters including the pH value, oxidation-reduction potential, electrical conductivity, total dissolved solids and salinity were measured on site with a portable instrument. Major anions(Cl^-, NO_3^- and SO_4^{2-}) and cations(Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+} and NH_4^+) were determined by electrochemical detectors of ion chromatography at the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences. The concentration of HCO_3^- was measured by titration with HCl following Gran Method. The results showed that total dissolved solids(TDS) of water samples ranged from 67 mg · L^{-1} to 660 mg · L^{-1}, which revealed that freshwater was dominant in the natural waters in Hunshandak Sandy Land. Moreover, the concentration of calcium was the highest in cations in almost all water samples, while that of bicarbonate was the highest in anions except for some groundwater and spring water samples. The pH values of groundwater were commonly slightly lower than 7, while those of others, such as lake water, river water and spring water, were slightly higher than 7. In addition, almost all concentrations of cations and anions in groundwater were the highest in natural waters. The hydrochemical types were determined by the original Durov Diagram. The results showed that surface water was dominated by bicarbonate, but groundwater was dominated by bicarbonate, mixed type or sulfate. Gibbs Diagram was used to determine the factors affecting the hydrochemical composition of natural waters. Different from the deserts in the western and central parts of China, where the evaporation was so strong that evaporation-crystallization affected mainly the hydrochemical composition of the natural waters, and the water-rock interaction was the main factor affecting the natural waters in East Hunshandak Sandy Land. Ion ratios in samples indicated that the rock weathering in waters was different. The weathering degree of evaporative salt rock and silicate rock in groundwater is higher, while that of carbonate rock is lower, which may be caused by the insufficient supply of carbon dioxide due to the long water-rock interaction time in groundwater. On the contrary, due to the short water-rock interaction time and sufficient supply of carbon dioxide, the degree of weathering of evaporative and silicate rocks in surface water is low, while that of carbonate rocks is high.

Key words: hydrochemical composition; affecting factor; original Durov Diagram; Gibbs Diagram; ion ratio; Hunshandak Sandy Land